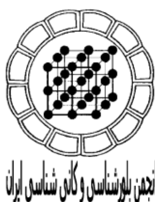
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی



سال سی ام، شمارهٔ سوم، پاییز ۱۴۰۱، از صفحهٔ ۴۱۵ تا ۴۲۸

بررسی شیمی کانی، دما-فشار سنجی و تعادل‌های فازی در سنگ‌های آتشفشانی کواترنری سبلان

اکرم عبدالاحدی[1]، سید جمال شیخ ذکریایی*[1]، زاهد موسوی[2]

۱- گروه علوم زمین، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲- دانشکده علوم، واحد مشکین شهر، دانشگاه آزاد اسلامی، مشکین شهر، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۸/۱۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۱۱/۶)

چکیده: سبلان عضوجوانی از مجموعه آتشفشانی سنوزوئیک، وابسته به کمان ماگمایی البرز (AMA) است. در کوه سبلان، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، آندزیت بازالتی، داسیت، ریوداسیت و تراکی آندزیت وجود دارد. بافت این سنگ‌ها اغلب پورفیری با خمیره ریزسنگی، پورفیری حفره‌دار و گاهی گلومروپورفیری، غربالی و تراکیتی است. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز و یک یا چند کانی مافیک چون هورنبلند و پیروکسن و کانی‌های ثانویه شامل کانی کدر، ایدنگزیت، کلریت و کلسیت هستند. از شیمی کانی‌های سنگ‌های منطقه برای تعیین ترکیب کانی‌ها و دمافشارسنجی استفاده شد نتایج نشان داد که ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز سنگ‌های منطقه از کلسیمی تا حدواسط (An72-93) است. بر اساس نمودارهای دما-فشار سنجی پلاژیوکلازها، دما ۵۴۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵،۳۰ تا ۷ کیلوبار است که با ژرفای پوسته میانی-زیرین همخوانی دارد. دمافشارسنجی آمفیبول در سنگ‌های داسیتی دمای حدود ۷۵۰ درجه سانتیگراد و فشار حدود ۵،۵ تا ۷ کیلوبار را نشان می‌دهد. البته دماسنجی بیوتیت‌ها در داسیت و ریوداسیت‌ها دمای حدود ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد را به دست می‌دهد. با توجه به بررسی‌های انجام شده، این سنگ‌ها در یک پهنه کششی و درون قاره ای تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *دما-فشارسنجی؛ شیمی کانی؛ سبلان؛ ایران.*

مقدمه

کمان ماگمایی البرز ناشی از فرورانش بخشی از حوضه اقیانوسی نئوتتیس به زیر سنگ کره قاره‌های شمال غرب ایران است. این فرورانش از کرتاسه پسین (مایستریشتین) در پی شکل گیری کمان ماگمایی ارومیه دختر (UDMA) و تشکیل رشته کوه زاگرس شروع شد ودر پالئوسن، بویژه ائوسن، فرایند فرورانش شدیدترین فعالیت ماگمایی را به البرز در حال کوهزایی تحمیل کرد. فعالیت آذرین نفوذی گسترده الیگوسن و پلیو کواترنری در البرز غربی، آذربایجان و ترکیه (دماوند سبلان، آرارات) ناشی از فعالیت ماگمایی پس از برخورد بوده که نتیجه ادامه فعالیت گوه سست کره واقع در بالای صفحه سنگ کره‌ای فرورانده است [۱]. فعالیت ماگمایی آهکی قلیایی تا قلیایی پتاسیم بالا طی پلیوکواترنری، گستره وسیعی از فلات ایرانی ترکیه را در بر گرفته و کوه سبلان جوانترین کالدرای آتشفشانی در شرق این فلات مرتفع است [۲].

در مورد تشکیل این کوه پژوهش‌های گسترده‌ای صورت گرفته است. برخی گسل‌های عرضی فعال موازی با کوهزایی در منطقه پری عربین را عامل تشکیل فوران‌های شکافی و آتشفشان‌های چینه‌ای در اواخرسنوزوئیک چون سبلان عنوان کرده‌اند [۳]. برخی پژوهشگران نیز فعالیت ماگمایی پالئوژن و انبساط را با پدیده عقب راندگی یا عقب گرد صفحه فرورونده توجیه می‌کنند که با فرورانش کم شیب صفحه دوره کرتاسه دنبال می‌شود [۴]. براساس پژوهش‌های اخیر، حرکت‌های کششی محلی در منطقه غرب دریای مازندران تا امروز ادامه دارد و هرسال ۴ میلی متر به سمت شمال شرق و ۴ میلی متر به سمت جنوب غرب انبساط می‌یابد [۵]. آتشفشان سبلان

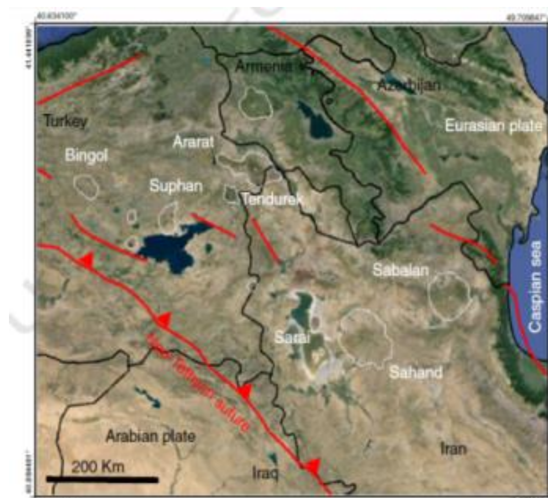
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۰۲۷۴۱۳۴۶، پست الکترونیکی: sheikhzakariaee@srbiau.ir

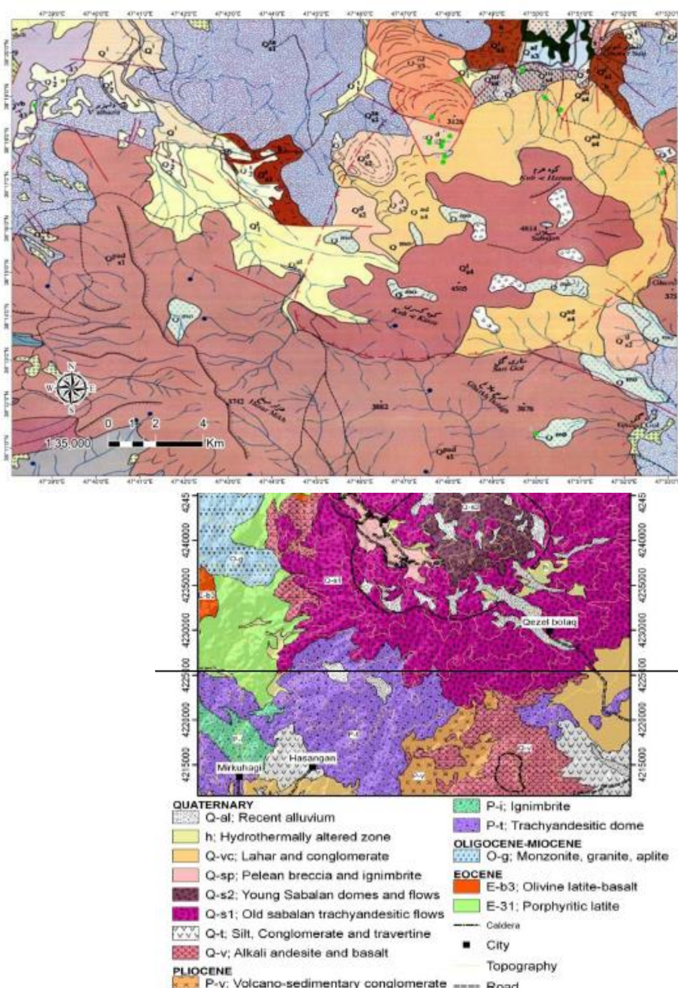
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.3.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.415]

ناشی از رویدادهای مختلف زمین‌ساختی بوده که در دو چرخه اصلی کوهزایی رخ داده است؛ دو تغییر شکل داخلی نئوتتیس مربوط به همگرایی صفحه‌های عربستان و اوراسیا است. همچنین، آتشفشان سبلان مربوط به کرانه قاره‌ای فعال است و تنظیم قلیایی سنگ‌های آتشفشانی سبلان آن را در منطقه شکاف قاره تأیید می‌کند [۵]. این آتشفشان برآمده از یک محفظه ماگمایی عمیق بوده اما در اثر آلودگی پوسته، جذب و تبلور جزئی بوده است [۶].

زمین‌شناسی منطقه

آتشفشان سبلان در ۴۰ کیلومتری غرب - جنوب غربی شهر اردبیل و در ۲۵ کیلومتری جنوب شرقی مشکین شهر واقع است. این کوه در تقسیمات استانی بیشتر در استان اردبیل و بخشی از جنوب غربی آن در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. از نظر سنگ‌شناسی و ریخت‌شناسی، کوه سبلان آتشفشانی از نوع مخروط‌های مرکب و شامل لایه‌های متناوبی از مواد آذرآواری و جریان‌های گدازه‌ای است. طی فازهای متعدد انفجاری و خروج گدازه، مواد آتشفشانی روی هم جای گرفته و مخروط‌های مرکبی را پدید آورده‌اند. فعالیت آن در دو مرحله فوران‌های پیش ازتشکیل کالدرا (دهانه آتشفشانی)، و فوران-های پس از تشکیل کالدرا بوده که به ترتیب موجب تشکیل سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی و سبلان جوان شده است. روانه‌های گدازه‌ای سبلان قدیم که شامل آندزیت، تراکی آندزیت، برش آتشفشانی، نهشته‌های خاکستر و گدازه‌های داسیتی هستند، روی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پسین یا توده‌های کوارتز مونزونیتی الیگوسن در بخش غربی و نیز سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن و کواترنری در بخش جنوبی جای گرفته‌اند. سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری آتشفشانی سبلان جوان دارای ترکیب تراکی آندزیت، تراکی داسیت تا داسیت هستند و در پلیوکواترنری شکل گرفته‌اند (شکل ۱) [۲].





شکل۱ الف منطقه مورد بررسی در نقشه گوگل ارث[۷]. ب- پراکندگی نمونه‌های برداشت شده در منطقه سبلان پ- نقشه زمین‌شناسی آتشفشان سبلان در جنوب شرقی چار گوش مشکین شهر.

روش بررسی

برای شناسایی بافت سنگ‌ها، و ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها، حدود ۱۰۰ نمونه از منطقه جمع‌آوری و از میان آنها، حدود ۸۰ نمونه مقطع نازک از سنگ‌های آتشفشانی تهیه و با میکروسکوپ قطبشی شکستی بررسی شدند. به منظور دمافشارسنجی آندزیت بازالت‌ها و آندزیت‌های منطقه مورد بررسی، تعداد ۵ مقطع نازک-صیقلی انتخاب و ۳۰ تجزیه نقطه‌ای از کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز انجام شد. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها با دستگاه ریزپردازشگر الکترونی به روش ریزپردازش با کاوشگر پرتوی x (XPMA) مدل HORIBA، XGT-7200، با ولتاژ شتاب‌دهنده 50kV و شدت جریان ۱mA در نقاطی به قطر ده میکرون و در مدت زمان هشتاد ثانیه برای هر نقطه در کانساران بینالود انجام شد. فرمول ساختاری با استفاده از فایل‌های اکسل ساخته شده برای کانی-ها محاسبه شد.

سنگ‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی

سنگ‌های آتشفشانی کواترنری شامل تراکی آندزیت، آندزیت، تراکی داسیت به همراه سنگ‌های آذرآواری هستند.

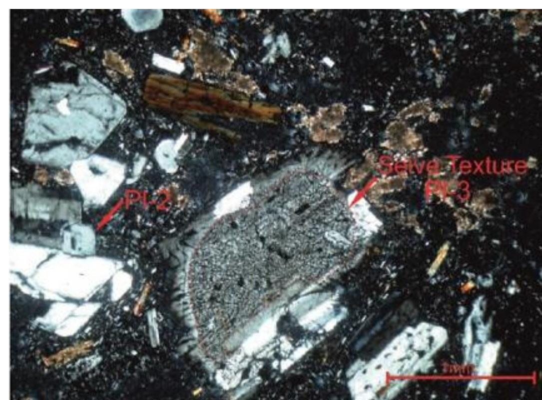
آندزیت‌ها تنوعی از بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و غربالی نشان می‌دهند. از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز و یک یا چند کانی مافیک چون هورنبلند و پیروکسن اشاره کرد. از ویژگی‌های پلاژیوکلازها ماکل آلبیت-پریکلین، آلبیت-کارلسباد است. بر اساس ویژگی‌های نوری و ضریب شکست، پلاژیوکلازها از نوع لابرادوریت تا آنورتیت هستند. از فراورده‌های دگرسانی این پلاژیوکلازها می‌توان به کانی‌های رسی و سریسیت اشاره کرد. مگنتیت و تیتانومگنتیت (کانی‌های کدر) از کانی‌های ثانویه و آپاتیت از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۲ الف و ب).

تراکی آندزیت‌ها: در نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری مایل به تیره دیده می‌شوند و ریز بلور و گاهی بدون بلور هستند. پلاژیوکلازها ماکل چندریخت (نواری) دارند. این سنگ‌ها بر اساس اندازه‌گیری زاویه خاموشی (An28-34)، از نوع اولیگوکلاز- آندزین هستند. پیروکسن‌ها به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و گاهی تا حدی از لبه کدر شده‌اند. بر اساس ویژگی‌های نوری، این پیروکسن‌ها از نوع اوژیت هستند. آمفیبول به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها، فلدسپارقلیایی (سانیدین) با ماکل کارلسبارد وجود دارد. بیوتیت‌ها نیز به صورت شکل‌دار تا پولکی در خمیره پراکنده بوده و دارای میانبار از سایر کانی‌ها چون کانی‌های کدر یا اکسیدهای آهن هستند (شکل ۲ پ). کانی-های ثانویه این سنگ‌ها شامل کلسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن هستند که از تجزیه پلاژیوکلازها و کانی‌های مافیک ناشی شده‌اند (شکل ۲ ج).

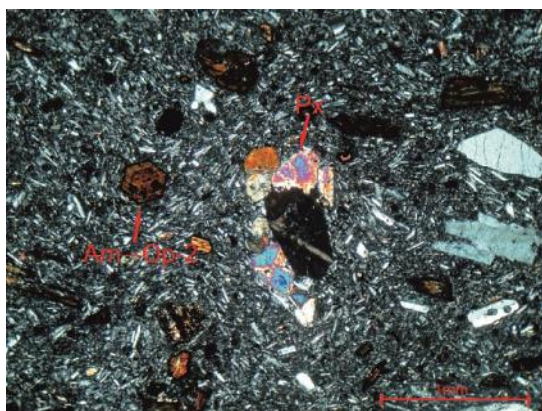
داسیت‌ها دارای بافت پورفیری بوده و پلاژیوکلازها نیز فراوانترین درشت بلور این سنگ‌ها هستند. این سنگ‌ها بر اساس اندازه‌گیری مقدار زاویه خاموشی (An26-28)، از نوع اولیگوکلاز تا آندزین هستند. برخی از این بلورها خلیجی و گردشده با بافت غربالی و منطقه‌بندی هستند. آمفیبول‌ها از نوع اکسی هورنبلند هستند که تنها قالبی از آنها باقی مانده است. لبه‌های کدر شده و خورده شده از دیگر ویژگی‌های آمفیبول-هاست. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها اکسیدهای آهن نوع هماتیت، منیتیت و لیمونیت هستند. کلسیت، کلریت و سریسیت به همراه اکسیدهای آهن و نیز بقایایی از آمفیبول و بیوتیت در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند. اکسیدهای آهن به صورت میانبار در بلورهای پلاژیوکلاز نیزدیده می‌شوند (شکل۲ ث).

بلورسنگی لاپیلی دارای بافت بوده و قطعه‌های آذرآواری شامل بلورها و قطعه‌های سنگی هستند. پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا بی شکل و به صورت ریزبلور تا متوسط بلور از فراوان‌ترین بلورها در متن سنگ‌های آذرآواری هستند. بیوتیت-ها به صورت تیغه های کوچک تا پهن و با فراوانی بسیار در این نمونه‌ها دیده می‌شوند. پیروکسن‌ها به صورت شکل‌دار تا بی-شکل و به صورت ریزبلور تا متوسط بلور در متن سنگ‌های آذرآواری مورد بررسی وجود دارند. این کانی‌ها اغلب از لبه به کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. کانی‌های کدر به صورت نیمه شکل‌دار تا نیمه زاویه‌دار و با پراکندگی به نسبت زیاد در متن سنگ پراکنده هستند.

قطعه‌های سنگی با اندازه میانگین ۳٫۵ mm و با فراوانی بسیار بیشتر نسبت به بلورها در متن سنگ دیده می‌شوند. اغلب این قطعه های سنگی دارای ترکیب آندزیت و آندزیت تراکیتی هستند. از ویژگی‌های ظاهری این قطعه‌های سنگی می‌توان به نیمه زاویه‌دار تا زاویه دار بودن آنها اشاره کرد (شکل ۲ ت).



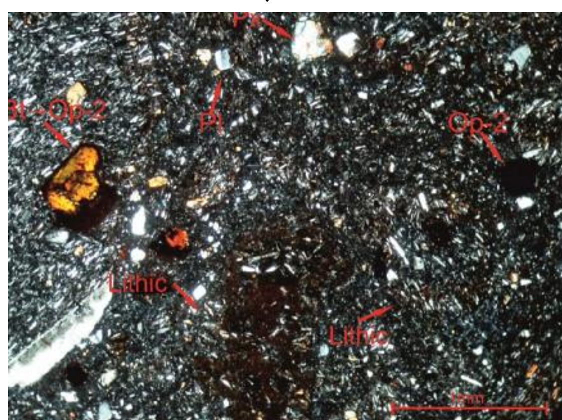
الف



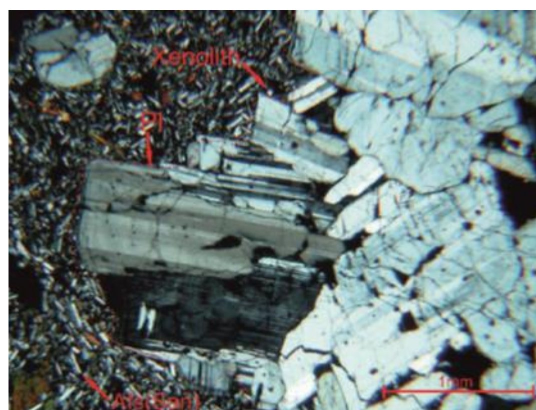
ب



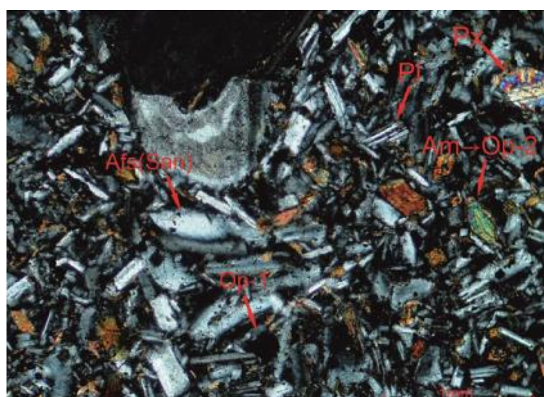
ج



د



و



ی

شکل ۲ الف- بافت غربالی درشت مقیاس در مرکز بلور در سنگ آندزیت. ب- نمایی از فنو ریست‌های آمفیبو ل شکل‌دار و پیروکس های اجتماعی موجود در خمیره آندزیت بازالتی. د- نمایی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت عدم تعادل از نوع بافت غربالی در حاشیه خارجی کانی همراه با رورشدی و بیوتیت‌های تیغه‌ای موجود در خمیر ه در تراکی آندزیت. ج- نمایی دیگر از بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت پولکی تبدیل شده به کانی‌های کدر و قطعه‌های آندزیتی زاویه‌دار. و- نمایی از بلورهای زونه پلاژیوکلاز در داسیت. ی- ریزبلورهای دارای منطقه‌بندی آمفیبول و پیروکسن با ماکل دوتایی، پلاژیوکلاز ، فلدسپار قلیایی نوع سانیدین و کانی کدر تشکیل دهنده خمیره در تراکی آندزیت.

شیمی کانی‌ها

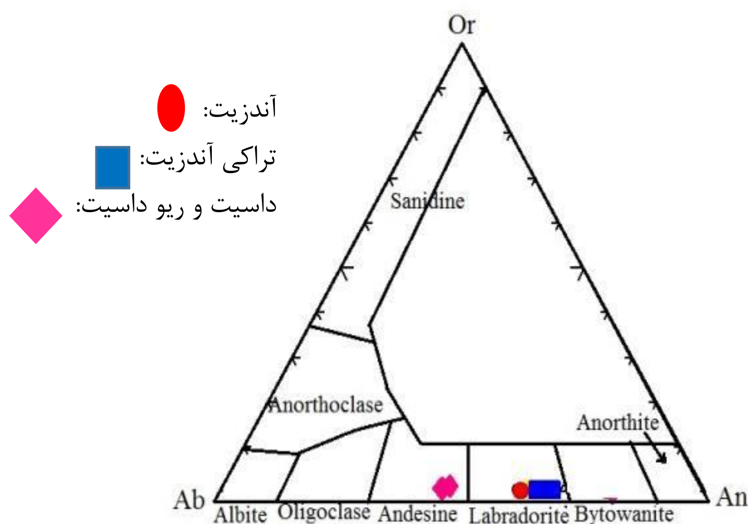
پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های منطقه است که به دو صورت درشت بلور و ریزسنگ حضور دارد.

همچنین شواهد سنگ‌نگاری گویای عملکرد متوسط دگرسانی بر این پلاژیوکلازها هستند و می‌توان کانی‌های ثانویه سریسیت، کلسیت، کلریت و کانی‌های رسی در نتیجه پدیده

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.3.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.415]

سوسوریتی شدن را بر آنها دیده کرد. نوع کانی‌ها براساس نمودارهای مختلف مشخص شدند. حدود ترکیب شیمیایی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت‌ها از $An_{61.98}$ $Ab_{37.83}Or_{0.19}$ تا $Ab_{19.83}Or_{0.32}$ $An_{79.85}$ ، در آندزیت‌ها از $Ab_{34.24}Or_{0.51}$ $An_{65.22}$ تا $Ab_{31.22}Or_{0.5}$ $An_{68.28}$، در بازالت $Ab_{19}Or_{0.19}$ $An_{80.81}$، و در داسیت‌ها از $Or_{1.00}$ $Ab_{35.34}$ $An_{63.66}$، تا $Ab_{22.45}Or_{0.6}$ $An_{76.95}$ است. بر اساس نمودارمثلثی Or-Ab-An [۸]، پلاژیوکلاز سنگ‌های آذرین منطقه در گستره لابرادوریت و آندزین قرار دارند (شکل ۳، جدول ۱).

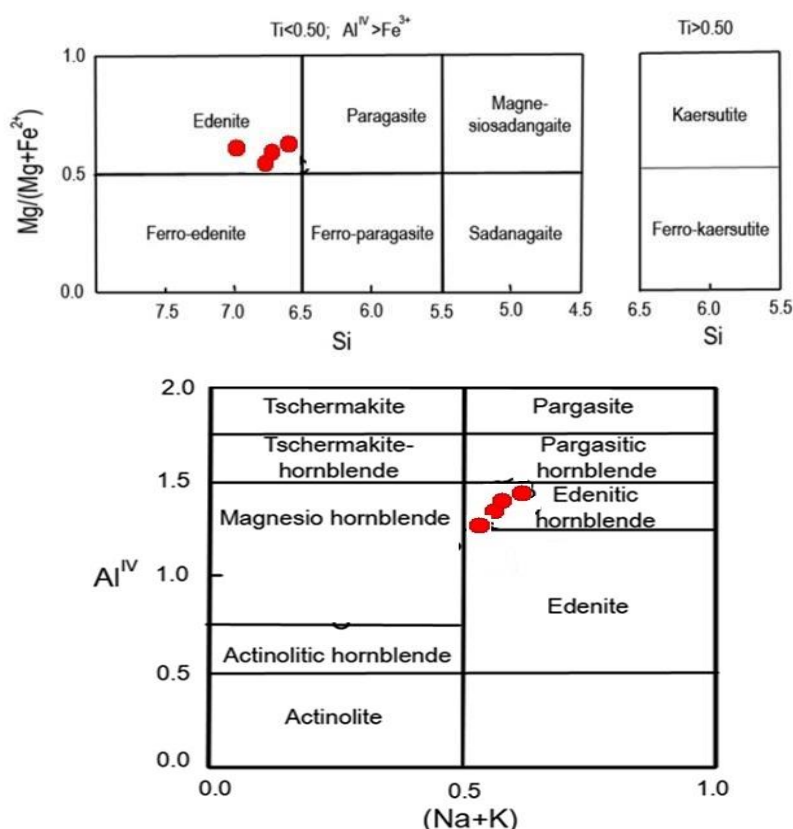
آمفیبول: از نمودارهای مرجع [۹] برای تعیین نوع آمفیبول‌ها استفاده شد. بطور کلی، آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع غنی از Ca و Si و در نتیجه از نوع آمفیبول‌های کلسیمی هستند. مقدار BCa آنها بیش از ۱/۵ درصد (۱/۸ تا ۱/۲ درصد در سنگ‌های با بافت خروجی) است. آمفیبول‌های مورد بررسی فقیر از Ti هستند و مقدار کاتیون‌های Ti در فرمول ساختاری آنها کمتر از ۰/۵ (۰/۱۰ تا ۰/۱۹ در سنگ‌های با بافت خروجی) است. کم بودن مقدار Ti در این کانی‌های را می‌توان با شیوع تبلور ایلمنیت توجیه کرد، بطوری که با شیوع تبلور ایلمنیت در ماگما، عنصر Ti بجای ورود به شبکه آمفیبول‌ها، وارد شبکه ایلمنیت شده و آمفیبول‌های همزیست با ایلمنیت و آمفیبول-های متبلور شده در فازهای بعدی ماگما فقیر از Ti می‌شوند. آمفیبول‌های سنگی مورد بررسی براساس نمودار Mg/(Mg+Fe2+) نسبت به سیلسیوم چاروجهی ترکیب ادنیت دارند (شکل ۴).



شکل۳ تعیین ترکیب فلدسپارهای سن‌های آذرین منطقه [۸].

جدول ۱ تعیین نوع پلاژیوکلاز براساس برگه گسترده.

شماره نقطه	An	Ab	Or
Tr An-A25-1	۶۸/۲۸	۳۱/۲۲	۰/۵۰
Tr An-A25-2	۶۵/۲۵	۳۴/۲۴	۰/۵۱
Da-A29	۸۰/۸۱	۱۹/۰۰	۰/۱۹
Px An-A77-1	۷۹/۸۵	۱۹/۸۳	۰/۳۲
Px An-A77-2	۶۱/۹۸	۳۷/۸۳	۰/۱۹
Px An-A77-3	۸۲/۰۵	۱۷/۹۵	۰/۰۰
Px An-A77-4	۷۷/۵۹	۲۱/۴۱	۱/۰۰



شکل ۴ رده بندی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه در الف) نمودار مرجع [۹] و ب- نمودار مراجع [۱۰،۱۱].

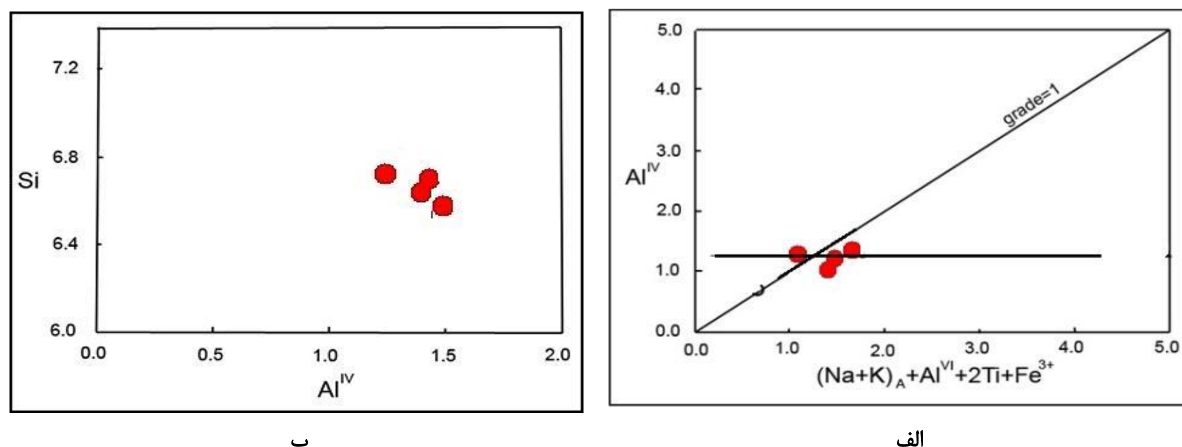
مقدار آلومنیوم چاروجهی و هشت‌وجهی برای سنگ‌های منطقه به ترتیب حدود ۰٫۷ تا ۱٫۵ و ۰٫۴ تا ۱ درصد است. براساس نمودار قلیایی موجود در جایگاه A نسبت به آلومنیوم چاروجهی، آمفیبول‌ها بیشتر از نوع هورنبلند ادنیتی و تا حدودی هورنبلند منیزیمی هستند.

مقدار کاتیون‌های Fe^{3+}, Ti, Na_A,K_A در شبکه آمفیبول و جایگزینی آنها با هم وابسته به مقدار Al موجود در جایگاه چاروجهی ساختار بلور بوده و در حالت آرمانی که تنوع ترکیبی آمفیبول‌ها تنها تابع این جانشینی هاست، ترکیب نمونه‌ها در نمودار دوتایی Al^{IV} نسبت به مجموع Fe3+,AlVI,2Ti, (Na+K)A باید همه در راستای یک خط مستقیم با شیب یک قرار گیرند [۱۲]. البته، بر پایه شکل ۵ الف، آمفیبول‌های با Fe^{3+},AlVI,2Ti, (Na+K)A بالا مقادیر پایینی از Al^{IV} دارند، یعنی در این نمونه‌ها مجموع کاتیون‌های Fe^{3+}, Al^{IV}, 2Ti و کاتیون‌های موجود در جایگاه A شامل Na_A و K_A، رابطه خطی مستقیم با مقدار کاتیون‌های آلومنیوم چاروجهی ندارند. این امر نشان می‌دهد که تنوع ترکیب آمفیبول‌ها تابع مقدار Al^{IV} و جایگزینی کاتیون‌های Fe^{3+},AlVI,Ti, (Na+K)A در جایگاه هشت وجهی آنها نیست (شکل ۵ الف). شکل ۵ ب نشان می‌دهد که کاهش مقدار Al^{IV} با افزایش Si یعنی با جایگزینی Si در جایگاه چاروجهی بجای Al همراه است. این امر می‌تواند نشان‌دهنده پیشرفت جدایش ماگما باشد. بنابراین اصلی‌ترین عامل برای صادق نبودن تغییرات ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در شرایط آرامی برای بعضی آمفیبول‌های مورد بررسی را می‌توان پیشرفت جدایش بلوری و دوری از شرایط تعادلی تشکیل آمفیبول‌ها (یعنی ترکیب ماگما) دانست. البته، خطاهای احتمالی در محاسبه مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} را نباید نادیده گرفت.

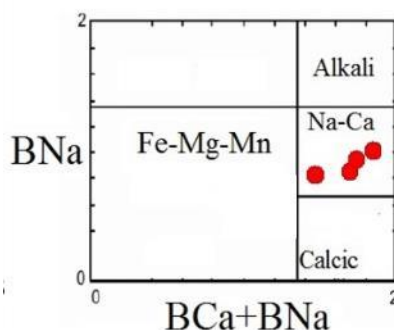
همه این آمفیبول‌ها با توجه به رده‌بندی مرجع [۹] از آمفیبول‌های کلسیمی هستند (شکل۶). گستره کلسیمی را می‌توان با $\Sigma(Ca+Na)\ B\geq1$, $Na<0/5$, $CaB\geq1/5$ رابطه زیر تمیز داد.

در این قلمرو چهار گروه [۱۱] را مشخص کرده است: (۱) (Na+K) A<0/5, Ti<0/5 (۲) ،(Na+K) A>0/5, Ti<0/5, Fe3<Al VI (۳) ،(Na+K) A>0/5, Ti<0/5, Fe3>Al VI ، (۴) Ti>0/5

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.3.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.415]



شکل ۵ الف-تغییرات ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در سنگ‌های منطقه در نمودار مرجع [۱۲]. ب- نمودار تغییرات AlIV نسبت به Si در آمفیبول‌های موجود در سنگ‌ها.

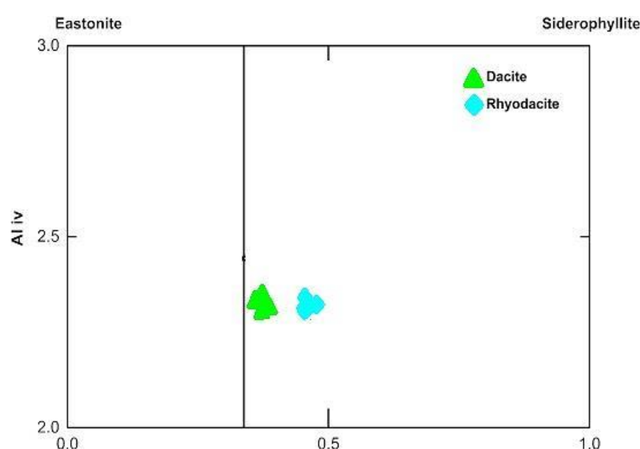


شکل ۶ رده‌بندی آمفیبول‌ها بر پایه ترکیب شیمیایی آنها [۹].

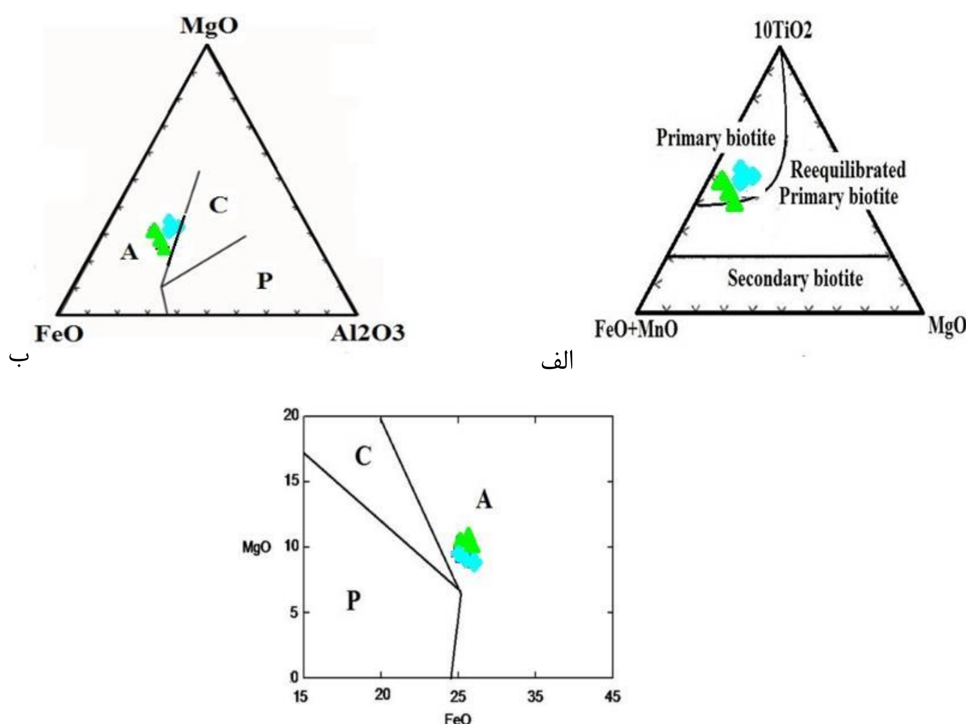
بیوتیت: میکای موجود در سنگ‌های منطقه از نوع بیوتیت غنی از Mg است. مقدار X_{Mg} آنها بین ۷/۵۴ تا ۱۱/۷۱ در درصد تغییر است (شکل ۷). مقدار TiO_2 آنها نیز ۴/۳ تا ۵/۷ درصد است. این کانی‌ها اغلب بصورت درشت بلورهایی شکل‌دار تا نیمه‌شکلدار با اندازه چند میلی‌متر دیده می‌شوند. آنها اغلب رنگ قهوه‌ای روشن تا حنایی تیره دارند. بیوتیت‌ها مثل آمفیبول‌ها گاهی لبه سوخته دارند. لبه آنها از کانی‌های کدر و اکسید آهن است. بعضی از آنها به کلریت نیز دگرسان شده‌اند.

می‌دانیم که بیوتیت‌های ماگمایی در تبلور ماگما در مراحل میانی و پایانی همزمان با هورنبلند و پلاژیوکلاز (با ترکیب حدواسط) متبلور می شوند [۱۳]. در نمودار سه تایی بیوتیت‌ها، گستره بیوتیت‌های اولیه برآمده از تبلور ماگما، بیوتیت‌های ناشی از بازتبلور و بیوتیت‌های ثانویه از هم تفکیک شده‌اند. با توجه به شکل ۶ ب، بیوتیت‌های سنگ‌های مورد بررسی در گستره بیوتیت‌های اولیه قرار دارند. ترکیب بیوتیت در سنگ-های گرانیتوئیدی تابع ترکیب ماگمای مولد، گریزندگی اکسیژن، دمای مذاب و خاستگاه ماگماست. شرایطی که طی آن سنگ‌های ماگمایی میزبان تشکیل می‌شوند براساس ترکیب بیوتیت‌ها برآورد می‌شود. برای تعیین ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده میکاها از دو تقسیم‌بندی مراجع [۱۴،۱۳] استفاده شد (شکل‌های ۸ پ و د). نمودار مرجع [۱۴] تا حدی بیوتیت‌های ماگمای پرآلومینیوم را از بیوتیت-های ماگمای شبه آلومینیوم جدا می‌کند. براساس این رده بندی، همه بیوتیت‌ها غنی از Al با نسبت بالای Fe/Mg وابسته به ماگمای پرآلومینیومی در نظر گرفته شده‌اند و مقدار آلومینیوم بیوتیت متبلور شده، مشخص کننده میزان ماهیت پرآلومینیومی ماگماست. بررسی‌ها نشان می‌دهد که گستره پایداری بیوتیت‌های غنی از آلومینیوم در دماهای پایین بسیار گسترده است، در حالی که منطقه پایداری تیتان و منیزیم با افزایش دما گسترش می‌یابد [۱۵]. مقادیر پایین آلومینیوم در بیوتیت‌ها نتیجه پایداری پایین آلومینیوم در بیوتیت با افزایش دماست.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.3.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.415]



شکل ۷ ترکیب میکاهای نمونه‌های اسیدی منطقه (شامل داسیت و ریوداسیت) در نمودار Fe_t/Fe_t+Mg نسبت به Al_{iv}. که همه آنها با داشتن مقادیر بالای Mg در گستره بیوتیت واقع می‌شوند.



شکل ۸ الف- نمودار تفکیک بیوتیت‌های اولیه، بیوتیت‌های دچار باز تعادل شده و ثانویه [۱۳]. ب و پ- نمودارهای جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها بر اساس ترکیب بیوتیت‌ها [۱] A: الکالن غیرکوهزایی و مناطق کششی، P: سنگ‌های پرآلومین و محیط‌های برخوردی و C: سنگ-های آهکی قلیایی و مناطق فرورانش.

زمین دمافشارسنجی

امروزه استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها در تعیین دما، فشار و عمق جایگیری توده‌های آذرین رایج و فراگیر شده است. در این جا با استفاده از روش‌های ترمودینامیکی، شرایط دما و فشار هنگام تشکیل سنگ‌های منطقه بررسی و برآورد می‌شود. با توجه به فراوانی آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد بررسی، از زمین فشارسنج Al موجود در آمفیبول و زمین دماسنج‌های آمفیبول-پلاژیوکلاز و از بیوتیت برای تعیین شرایط دما و فشار به تعادل رسیدن کانی‌ها استفاده شد.

زمین دمافشارسنجی پلاژیوکلاز

چند دماسنج متفاوت برای فلدسپات‌ها بر اساس روش‌های تجربی تا به امروز پیشنهاد شده است. برخی بر اساس توزیع

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.3.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.415]

آلبیت در پلاژیوکلاز و فلدسپات قلیایی دماسنجی را برای برآورد دمای تشکیل فلدسپات‌ها را ارائه کرده‌اند [۱۷،۱۶]. شکل ۹ الف که بر اساس یافته‌های مراجع [۱۷،۱۶] طراحی شده است، دمای فلدسپات‌های مورد بررسی در سنگ‌های منطقه را در گستره حدود ۳۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد. این تفاوت در دمای تشکیل مربوط به تفاوت ترکیب کانی‌هاست. چنان که پیشتر بیان شد، برخی فلدسپات‌ها (پلاژیوکلازها) تا حدی منطقه‌بندی داشته و بخش‌های مرکزی آنها کلسیم بالاتری نسبت به لبه دارند بنابراین بخش‌های مرکزی در دمای بالاتری نسبت به لبه‌های کانی‌ها تشکیل شده‌اند. در اصل وجود منطقه‌بندی در بلورها ناشی از نبود تعادل بین کانی و ماگمای در حال تبلور است. منطقه‌بندی بعضی پلاژیوکلازها در سنگ‌های مورد بررسی، به احتمال بسیار ناشی از تغذیه مکرر مخزن ماگمایی در حال تبلور با ماگمای اولیه است.

براساس سامانه سه تایی Or-Ab-An، دما برای سنگ‌های مختلف حدود ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد برآورد شد (شکل ۹ ب) [۱۸].

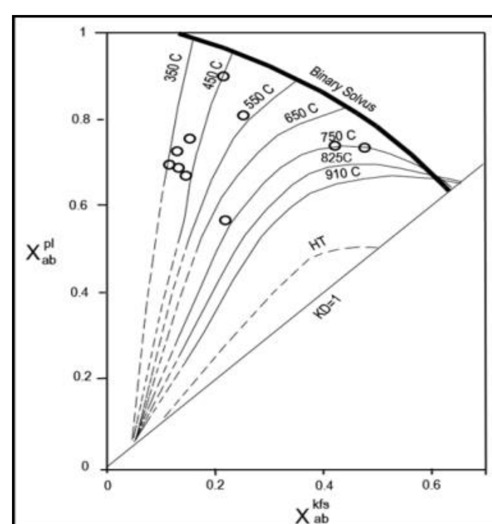
زمین دمافشارسنجی آمفیبول

روش‌های بسیاری برای ارزیابی فشار برپایه ترکیب هورنبلند مطرح شده است. در همه روش‌های فشارسنجی به جز روش مرجع [۱۹] همه هورنبلندها فقط بر اساس مقدار آلومینیوم و بدون توجه به دیگر عوامل چون دما ارزیابی می‌شوند. روابط بسیاری برای این کارمشخص شده‌اند. با رابطه زیر رفشار بر پایه مقدار آلومینیوم کل تعیین می‌شود [۲۰]:

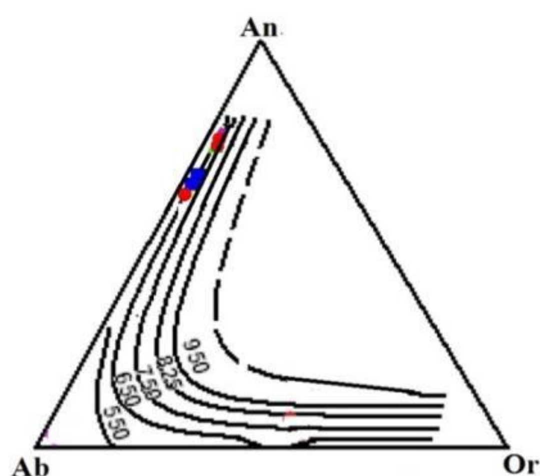
$$P(\pm 0.6Kb) = -3.01 + 4.76Altot \quad (۵)$$

بر اساس مقدار Al_{total} نسبت به $Fe_{total}/Fe+Mg$، سنگ‌های منطقه در فشار حدود ۵ الی ۷/۵ کیلوبار تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰ الف).

براون [۲۱] بر اساس مقادیر Na_{M4} و Al^{IV} نموداری برای برآورد فشار تشکیل آمفیبول‌ها در سنگ‌های دگرگونی طراحی کرده است. در بعضی موارد این نمودار برای برآورد فشار تشکیل آمفیبول در سنگ‌های آذرین نیز استفاده شده است [۲۲]. در اینجا نیز نمونه‌های مورد بررسی براساس این نمودار در گستره فشار کمتر از ۷ کیلوبار واقع هستند (شکل ۱۰ الف). برای بدست آوردن مقادیر عددی فشار تشکیل آمفیبول‌ها، که می‌تواند به فهم فرایندهای سنگ‌شناسی به ویژه آشیانه ماگمایی کمک کند، در این پژوهش از فشارسنج‌های مرجع [۲۳-۲۰] استفاده شده است. این فشارسنج بر اساس مقادیر Al_{total} در آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین طراحی شده‌اند. محاسبات انجام شده با این روش‌ها به ترتیب فشار میانگینی برابر با ۵/۴۲، ۵/۴۷ و ۵/۶۶ کیلوبار را برای تشکیل آمفیبول سنگ‌ها نشان می‌دهند. بطور کل، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه در فشاری حدود ۵ کیلوبار تشکیل شده‌اند.

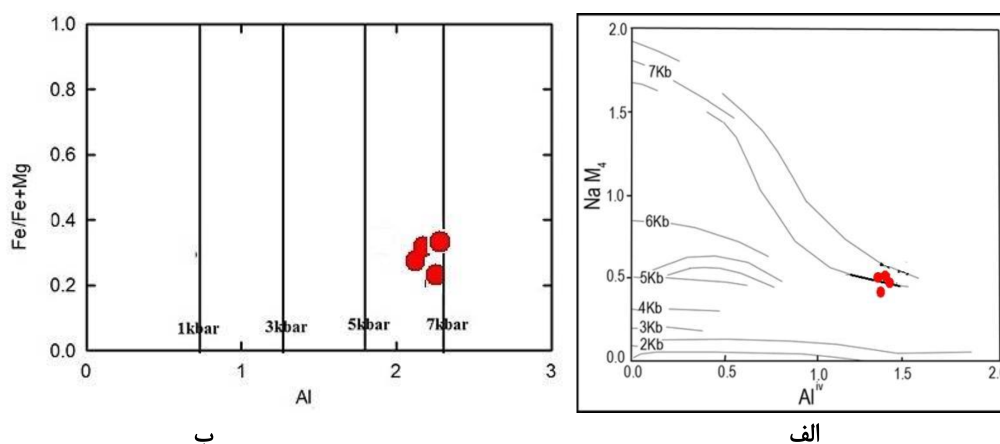


الف



ب

شکل ۹ دماسنجی جفت فلدسپات در سنگ‌های منطقه [۱۷،۱۶]. ب-نمودار Or-Ab-An برای برآورد دما [۱۸].



شکل ۱۰ الف-نمودار Al_{total} نسبت به $Fe_{total}/Fe+Mg$ [۲۰] که فشار تشکیل آمفیبول را نشان می‌دهد. ب- نمودار AlIV نسبت به NaM4 [۸] برای برآورد فشار تشکیل آمفیبول‌های مورد بررسی.

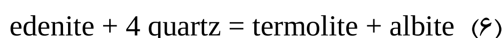
نمودار تعیین گریزندگی اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها [۱۹] نشان دهنده بالا بودن نسبی گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول است (شکل ۱۱).

از نمودار مرجع [۲۴] نیز برای برآورد دما و فشار استفاده شده است. این نمودار بر اساس اکسیدهای آلومینیوم و تیتانیم موجود در کانی امفیبول است. روند تغییرات Al^{IV} نسبت به کاتیون‌های موجود در جایگاه A یعنی (Na+K)A به طوری است که می‌توان آمفیبول‌های دما پایین را از آمفیبول‌های دما بالا تفکیک کرد. آمفیبول‌های دما بالا اغلب در راستای خطی با شیب کم و آمفیبول‌های دما پایین در راستای خطی با شیب تندتر قرار می‌گیرند. آمفیبول‌های مورد بررسی در نمودار Al^{IV} نسبت به (Na+K)A یک روند خطی تقریباً بین راستاهای پارگازیت و هورنبلند را نشان می‌هند که بیانگر دمای متوسط برای آنهاست (شکل ۱۲) [۲۵].

آمفیبول‌های مورد بررسی کمتر از ۰٫۲ تیتانیوم در فرمول ساختاری خود دارند و از نوع تیتان پایین هستند. براساس نتایج پیشین [۲۶]، آمفیبول‌هایی که در فشارهای متوسط متبلور می‌شوند از نظر TiO_2 فقیر هستند و اغلب کمتر از ۰٫۰۶ تا ۰٫۰۸ تیتانیوم (Ti) در فرمول ساختاری خود دارند و در نمودار تغییرات Ti در برابر Al، در زیر خط ۰٫۰۸-۰٫۰۶ تیتانیوم قرار می‌گیرند، در صورتی که آمفیبول‌های کم فشار در دو طرف خط تفکیک یا بالای آن واقع می‌شوند. آمفیبول‌های مورد بررسی در بالای این خط تفکیک واقع بوده یعنی از نوع آمفیبول‌های فشار پایین هستند (شکل۱۳). همچنین براساس نمودار تغییرات Ti نسبت به Al^{IV}، با کاهش مقدار Al^{IV} مقدار Ti نیز کاهش می‌یابد. کاهش مقدار Al^{IV} ناشی از افزایش Si در ساختار بلور و بیانگر پیشرفت جدایش ماگماست. پیشرفت جدایش ماگمایی باعث کاهش مقدار Ti در ماگما و بنابراین باعث تبلور آمفیبول‌های Ti پایین می‌شود. در این نمودار جایگاه آمفیبول‌های مصنوعی که در فشار ثابت ۵ کیلوبار و دماهای متفاوت در یک ماگمای بازالتی تولید شده‌اند [۲۷] مشخص شده است. با در نظر گرفتن فشار ۵ کیلوبار برای تشکیل آمفیبول‌های این پژوهش و مقایسه آن با یافته‌های هلز [۲۷] می‌توان گفت که آمفیبول‌های مورد بررسی در دمای ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند (شکل۱۳).

زمین دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز

زمین دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز بر اساس Si و AL^{IV} موجود در جایگاه چاروجهی هورنبلند و نوع پلاژیوکلازهای همراه آنها، در سنگ‌های اشباع از سیلیس است. شرط استفاده از این زوج کانی به عنوان یک دماسنج، وجود تعادل بین آمفیبول کلسیمی و پلاژیوکلاز در بررسی‌های سنگ‌نگاری است. این زمین‌دماسنج از نوع تبادلی و براساس واکنش‌های زیر است:


edenite + 4 quartz = termolite + albite (۶)


edenite + albite = richterite + anorthite (۷)

از واکنش نخست در شرایطی استفاده می‌شود که کوارتز در سنگ حضور داشته باشد و واکنش دوم در سنگ‌های بدون کوارتز کاربرد دارد. با توجه به تشخیص داده نشدن کوارتز اولیه در نمونه‌های منطقه، از واکنش دوم استفاده شد. دما (برحسب کلوین) از رابطه زیر محاسبه شد [۲۸]:

$$T(\pm 311K) = 0.677P(Kbar) - 48.98 + YAb/0.0429 - 0.0083144 \ Ln \ (Si-4)/(8-Si) \ XAbplag \quad (۸)$$

در این واسنجی، P فشار بر اساس رابطه مرجع [۲۰]، Si تعداد کاتیون‌های سیلیسم در فرمول آمفیبول و X_{Ab}^{Plag} درصد فراونی آلبیت موجود در پلاژیوکلاز هستند و مقدار Y_{Ab} از رابطه زیر به دست می‌آید:

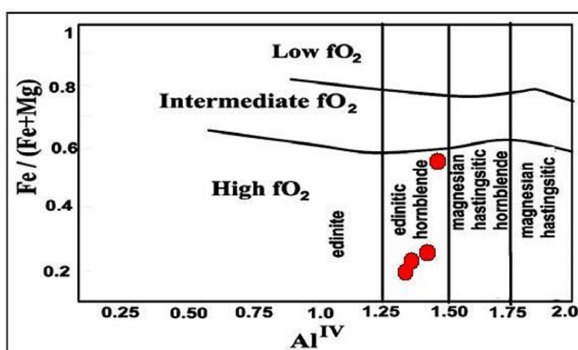
P(±0.6kbar) = -3.01+ 4.76 × Altotal
XAb> 0.5, YAb= 0, XAb<0.5, YAb= 8.06 + 25.5 $(1- X_{Ab}^{Plag})^2$ (۹)

P(±0.6kbar) = -3.01+ 4.76 × Altotal (۱۰)

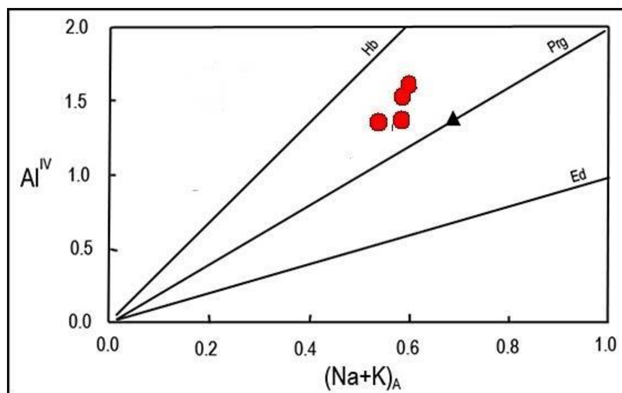
دماسنجی درشت بلورهای هورنبلند-پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها به طور میانگین ۵۴۰ تا ۶۰۵ درجه سانتیگراد را برای به تعادل رسیدن این دو کانی نشان می‌دهد (جدول۲).

زمین دماسنجی بیوتیت

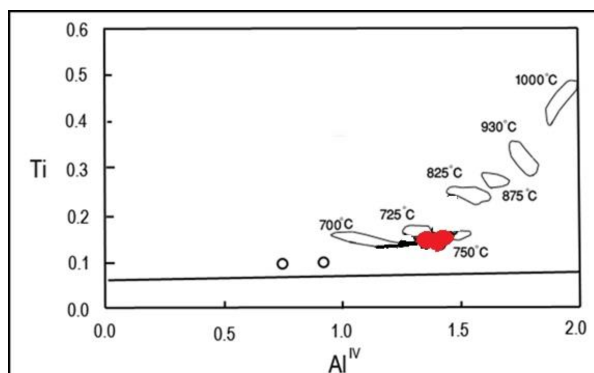
دما بیشترین اثر را بر کنترل تیتانیم در بیوتیت دارد. افزایش دما موجب افزایش مقدار تیتانیم و افزایش فشار موجب کاهش آن می‌شود [۳۱-۲۹]. مقدار تیتان در بیوتیت به طور کلی با افزایش مقدار آهن افزایش می‌یابد [۳۳،۳۲]. زمین دماسنجی تیتان در بیوتیت دمای تشکیل بیوتیت‌های موجود در سنگ-های داسیتی منطقه را ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد نشان داد (شکل۱۴).



شکل۱۱ نمودار Fe/(Fe+Mg) نسبت به Al^{IV} برای برآورد گریزندگی [۱۹].



شکل ۱۲ نمودار $(Na+K)_A$ نسبت به Al^{IV} از [۲۵] برای آمفیبول‌ها.



شکل۱۳ نمودار Al^{IV} نسبت به Ti [۲۶] و گستره‌ای آمفیبول‌های با دمای ویژه [۲۷].

جدول ۲ نتایج تجزیه کانی پلاژیوکلاز .

شماره نقطه	SiO[2]	TiO[2]	Al[2]O[3]	FeO	CaO	Na[2]O	K[2]O	MgO	MnO	Total
Tr An-A25-1	52.72	0.0367	27.937	0.61	13.94	3.52	0.0867	0.13	0.013	98.993
Tr An-A25-2	53.18	0.05	27.787	0.69	13.24	3.84	0.0867	0.163	0.027	99.083
Tr An-A25-3	54.12	0.04	28.3	0.5	14.2	3.5	0.07	0.12	0.02	100.89
1-Da-A29	49.76	0.0175	30.185	0.56	16.61	2.16	0.0325	0.088	0.013	99.44
2-Da-A29	49.76	0.0175	30.185	0.56	16.61	2.16	0.0325	0.088	0.013	99.44
3-Da-A29	50.02	0.0176	31.2	0.58	17.1	1.45	0.33	0.086	0.011	100.8
RD-1	54.45	0.02	28.41	0.61	10.85	5.1	0.42	0.03	0	99.91
RD-2	56.08	0.04	26.84	0.66	9.44	5.93	0.4	0.05	0	99.44
RD-3	59.24	0.01	24.96	0.31	6.89	7.15	0.45	0.02	0	99.06
An-A77-1	51.96	0.0067	30.873	0.12	13.78	1.8933	0.0467	0.133	0.013	98.833
An-A77-2	55.43	0	29.17	0.16	11.7	3.945	0.03	0.06	0.01	100.5
An-A77-3	50.13	0.0067	32.903	0.11	14.53	1.7567	0	0.02	0.003	99.467
An-A77-4	51.69	0.0325	30.74	0.2	14.58	2.1825	0.155	0.065	0.018	99.673

جدول ۲ نتایج تجزیه کانی آمفیبول.

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TOTAL
D-1	45.25	1.06	9.5	0.03	16.03	0.26	11.35	11.2	1.86	0.41	96.95
D-2	44.08	1.2	10.56	0.04	15.23	0.23	10.23	12.65	1.65	1.55	97.42
D-3	45.31	1.18	10.98	0.03	15.55	0.3	10.66	10.59	1.86	1.45	97.91
D-4	45.31	1.18	11.09	0.02	14.59	0.31	11.97	10.73	1.88	0.65	97.73

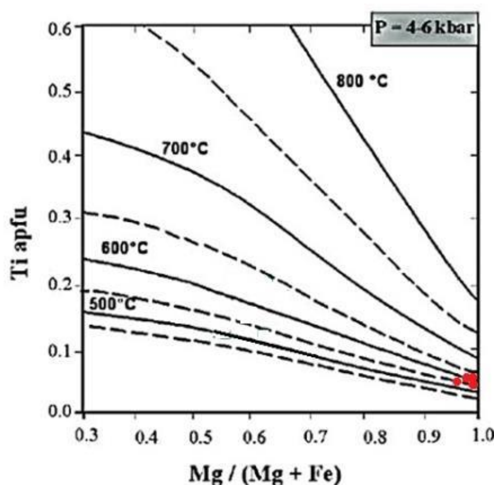
جدول ۲ نتایج تجزیه کانی بیوتیت.

نمونه	D-BI1	D-BI2	RD-BI3	D-BI4	RD-BI5	RD-BI6
SiO_2	34.79	33.53	34.9	35.13	34.94	36.59
TiO_2	1.83	1.89	1.45	1.64	1.37	3.79
Al_2O_3	19.92	19.35	23	19.81	20.35	15
Cr_2O_3	0.06	0.07	0.06	0.06	0.09	8.55
FeO	21.09	21.46	18.62	20.84	20.67	14.97
MnO	0.3	0.26	0.32	0.24	0.29	3.51
MgO	8.66	8.5	7.55	8.28	8.52	11.71
CaO	0	0	0	0	0	0
Na_2O	0.25	0.27	0.3	0.3	0.29	0.04
K_2O	8.08	7.43	7.04	8.07	7.79	0.12
مرجع	95.07	93.09	93.29	94.45	94.46	94.58
Si	2.66	2.63	2.65	2.7	2.68	2.79
Ti	0.11	0.11	0.08	0.09	0.08	0.2
Al	1.34	1.37	1.35	1.3	1.32	1.25
Cr	0	0	0	0	0	0
Fe	1.35	1.41	1.18	1.34	1.32	1.2
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.99	1.01	0.86	0.95	0.97	1.33
Ca	0	0	0	0	0	0
Na	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02
K	0.79	0.74	0.68	0.79	0.76	0.84
مجموع	7.29	7.32	6.85	7.22	7.72	7.18

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.3.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.415]

جدول۲ دما و فشار نمونه‌هامحاسبه شده به روش مرجع [۲۰].

SAMPLE	D1	D2	D3	D4
PKb	**5.30**	**6.21**	**6.45**	**6.53**
TC	**540**	**657**	**650**	**575**



شکل۱۴ زمین دماسنجی بر اساس ترکیب بیوتیت [۲۹].

برداشت

بررسی مجموعه آتشفشانی سبلان سنگ‌هایی با ترکیب آندزیت بازالتی، آندزیت، ترکی آندزیت و داسیت را نشان می‌دهد. بر اساس تجزیه ریزپردازشی، درشت بلورهای پلاژیوکلاز اغلب از نوع کلسیمی تا حدواسط (آندرین تا لابرادوریت)، آمفیبول‌ها از نوع آمفیبول‌های کلسیمی (ادنیت) و بیوتیت‌ها از نوع اولیه و قلیایی هستند. نمودارهای دما-فشار سنجی بر اساس ترکیب پلاژیوکلاز و آمفیبول نشان دهنده دمای ۵۴۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵،۳۰ تا ۷ کیلوبار هستند که با ژرفای پوسته میانی-زیرین همخوانی دارد. بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های داسیتی و ریوداسیتی منطقه دمای ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند. بررسی ترکیب شیمیایی بیوتیت-های منطقه نشان دهنده سرشت قلیایی مذاب مادر و محیط کششی برای آن است.

مراجع

[1] Alavi M., *“Tectonic map of Middle East, scale: 1:5000 000*”, Tehran, Iran, G.S.I. one sheet (1991).

[2] Fath Elahi M., Khairkhah M., *“Origin and location of tectonomagmatic volcanic rocks of Sabalan Quaternary*”, Iranian Quaternary Quarterly (Scientific Research), Volume 1, Number 2 (1394) pp. 125-136.

[3] Dilek Y., Imamverdiyev N.A., Altunkaynak S., *“Geochemistry and tectonics of Ceno-zoic volcanism in the lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: col-lision induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint*”, Int. Geol. (2009) Rev. 143.

[4] Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J., *“A Paleogene extensional arc flare-up in Iran*”, Tectonics, 30, Issue 3 (2011).

[5] Mason J.A., Jacobs P.M., Hanson P.R., Miao X.M., Goble R.J., *“Sources and paleoclimatic significance of Holocene Bignell Loess*”, central Great Plains, USA. Quaternary Research 60 (2003) 330–339.

[6] Didon J., Germain Y.M., *“Le Sabalan, Volcan Plio-Quaternaire de l Azerbaidjan oriental (Iran): Etude geologiqueet petrographique de le difice et de son environment regional[Ph.D. thesis]”*, Docteur du 3 eme cycle. Universit´e de Grenoble (1976).

[7] Galamghash J., Mousavi Z., Hassanzadeh J., Schmitt A.K., *“Sabalan Volcano, Northwest Iran: Geochemistry and U—Pb zircon geochronology*”. Geol. Soc. Amer. Meeting, (2013) A363-9.

[8] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *“An Introduction to rock – forming Minerals*”, Longman, (1965) 528 p.

[9] Leake B. E., Woolley A. R., Birch W. C., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch I.I.J., Krivovichev V.G., Linthout K.,

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.3.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.415]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.3.3.1]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.3.415]

metamorphism", Journal of Petrology, v. 18 (1977) p. 53- 72.

[22] Moazzen M., Droop G. T. R., *"Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks*", the Etive Complex, W Scotland. Mineralogy and Petrology 83 (2005) 27-53.

[23] Hammarstrom J. M., Zen E., *"Aluminum in hornblende*", An empirical igneous geobarometer: American Mineralogist, v. 71, (1986) p. 1297-1313.

[24] Ernst W. G., Liu J., *"Experimental phase – equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic Amphibole in MORB – A semi quantitative thermobarometer*", American Mineralogist, v. 83, (1998) p. 952- 969.

[25] Nyman M. W., Tracy R. J., *"Petrological evolution of amphibolite shear zones*", Cheyenne Belt, Southeastren Wyoming, USA. Journal of Metamorphic Geology, 11 (1993) 757-773.

[26] Hynes A., *"A comparison of amphiboles from medium- to low- pressure metabasites*", Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 81 (1982) p. 119- 125.

[27] Helz R. T., *"Phase reactions of basalts in their melting rang at PH2O=5kb. Part II. Melt composition*", J. Petro. 17 (1973) 139-193.

[28] Holland T., Blundy J., *"Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry*" Contributions to Mineralogy and Petrology, v.116, (1994) p. 433- 447.

[29] Henry D., Guidotti Ch., Thomson J., *"Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms*", American Mineraligist, 90 (2005) 316- 328.

[30] Robert J. L., *"Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions*", Chemical Geology, v. 17, (1976) p. 213- 227.

[31] Tronnes R. G., Edgar A. D., Arima M., *"A high pressure-high temperature study of TiO2 solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry*", Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 49 (1985) p. 2323- 2329.

[32] Arima M., Edgar A. D., *"Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin*", Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 77 (1981) p. 288- 295.

[33] Abrecht J., Hewitt D. A., *"Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite*", American Mineralogist, v. 73 (1988) p. 1275-1284.

Laird J., Mandarino J., *"Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names*", Mineearl . Mag. 61 (1997) 295-321.

[10] Mevel C., *"Metamorphism in oceanic layer 3. Gorringe Bank, Eastern Atlantic",* Contributions to Mineralogy and Petrology 100 (1988) 496-509.

[11] Leake B. E., *"Nomenclature of amphiboles*", Mineral Mag 42 (1978) 533-563.

[12] Spear F. S., *"An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites*", Am. J. Sci. 281 (1981) 679-734.

[13] Nachit H., Ibhi A., Abia E. H., Ohoud M. B., *"Discrimination between primary magmatic biotites*", reequilibrated biotites and neoformed biotites: Geomaterials (Mineralogy), Comptes Rendus, Geoscience, v. 337 (2005) p. 1415- 1420.

[14] Abdel-Rahan A. M., *"Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline*", and peraluminous magma. Journal of Pettology, 35(2) (1994) 525- 541.

[15] PatiñoDouce A.E., *"Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries, and consequences for biotite stability*", Chemical Geology**.** Volume 108, Issues 1–4 (1993) Pages 133-162.

[16] Brown E. H., *"The crossite content of Ca – amphibole as a guide to pressure of metamorphism",* Journal of Petrology, v. 18 (1977) p. 53- 72.

[17] Haselton HT., Hovis GL., Hemingway BS., Robie RA., *"Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short-range order and implications for two-feldspar thermometry*", Am Mineral 68 (1983) 398-413.

[18] Seck H.A., *"Der einflus des drucks auf diezuzammen-setzung alkalifeldespathie und plagioclase in system $NaAlSi_3o_8$-$KalSi_3o_8$-$CaAlSio_8$-H_2O*", Contributions to Mineralolgy and Petrology 31(1971) 67-86

[19] Anderson J. L., Smith D. R., *"The effect of temperature and oxygen fugacity on Al – in hornblende barometry*", American Mineralogist, v. 80 (1995) p. 549- 559.

[20] Schmidt M. W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer*", Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 110 (1992) p. 304- 10.

[21] Brown E. H., *"The crossite content of Ca – amphibole as a guide to pressure of*